

江汉盆地始新世中、晚期古气候定量重建初探

童国榜^{1,2}, 刘志明¹, 郑绵平^{3,4}, 袁鹤然³, 刘俊英³, 王伟铭⁵, 李月丛⁶

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北正定 050803; 2. 中国地质科学院盐湖资源与环境开放研究实验室, 北京 100037; 3. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4. 中国地质科学院盐湖与热水资源研究发展中心, 北京 100037; 5. 中国科学院地质古生物研究所, 江苏南京 210008; 6. 河北省文物研究所, 河北石家庄 050031)

摘要: 依据江汉盆地明钾 1 孔中、晚始新统系统的孢粉资料, 应用化石孢子花粉亲缘植物的生态位估算孢粉组合所反映的古气候特征。气候参数曲线的变化趋势显示江汉盆地始新世中期气候参数与现今北纬 $22^{\circ} \sim 26^{\circ}$ 的数值相接近, 为中—南亚热带湿润半湿润气候。晚期气温较前期低 $1 \sim 4^{\circ}\text{C}$, 相当于现今北纬 $23^{\circ} \sim 28^{\circ}$ 处的数值, 为北—中亚热带气候。但是, 气候构型与现今截然不同, 具有气温高、年较差小、降水波动大的特点。始新世中期 1 月均温比今高 $5 \sim 9^{\circ}\text{C}$, 表明冬季风作用尚不明显, 晚期略显冬季风的影响。气候的降温发生在孔深 2 100 m 处, 主要表现为 1 月均温的下降和年较差增长, 因而孢粉组合中落叶阔叶树种增多。年降水量波动强烈, 一般于 300~1 700 mm 之间, 这有利于盐类矿物的迁移和堆积。降水量低于 1 000 mm 时, 麻黄灌木花粉增多, 且与膏盐堆积深度相一致。高山深盆的干热环境是本区盐类矿物沉积的主要原因, 年降水量波动强烈且偏低, 有利于盐类的持续堆积, 从而有别于现今西北地区的盐类堆积。

关键词: 古气候定量重建; 年较差; 生态位函数; 模糊数学; 始新世; 江汉盆地。

中图分类号: P532

文献标识码: A

文章编号: 1000—2383(2002)04—0446—07

作者简介: 童国榜(1937—), 男, 研究员, 从事新生代孢粉学和古环境学研究。

E-mail: guobangtong@263.net

古气候要素的定量重建是过去环境研究中的一个热点问题, 涉及学科领域较多, 综合性较强。在古气候量化研究中, 孢粉资料的转换是一种有效的途径。其研究时段主要为第四纪, 第三纪涉及较少。研究的根本途径是“将今论古”, 具体做法可分为以物种个体生态特性为基础, 推论孢粉组合所反映的古气候^[1~3]; 以植物群体生态特征为基础, 估算孢粉植物群所反映的古气候^[4~9]; 以表土孢粉组合与气候的关系为基础, 计算化石孢粉组合的古气候参数^[7~9]3 种方法。这些方法在实际应用中各有千秋, 常视研究条件而有所取舍。第三纪研究主要采用前两种方法^[3, 10, 11]。这是由于第三纪的古地理条件与现代相差甚远, 植被带及其孢粉的散布格局也与现代相异, 所以现代表土孢粉—气候模型的应用受到了限制。

本文拟采用个体生态位方法重建江汉盆地明钾 1 孔孢粉组合^[12]所反映的气候, 探讨盆地盐类矿产堆积时的古环境特征。

1 自然环境概况

江汉盆地位于湖北省中南部宜昌、荆门、武汉一线。盆地内新生代沉积发育, 地层厚达数 km。主要为碎屑岩及化学沉积岩, 始新世时期有丰富的石膏、岩盐堆积^[1]。区内气候属湿润北亚热带季风气候, 1 月平均温度为 4°C , 7 月平均温度大于 28°C , 年平均气温为 16°C , 年降水量 1 000~1 400 mm^[13]。地带性植被为落叶阔叶、常绿阔叶混交林。

研究钻孔(明钾 1 孔)位于江汉盆地潜江凹陷内, 揭露了中、上始新统, 岩性为砂、泥岩与盐岩频繁互层, 并取得其岩心(孔深 1 421.5~2 789.3 m)。现以该井段孢粉时间序列数据(图 1)为基础估算古气候参数。

收稿日期: 2002—03—27

基金项目: 国家自然科学基金重点项目“中国晚新生代盐湖带演化对全球变化的响应”(No. 4983010)。

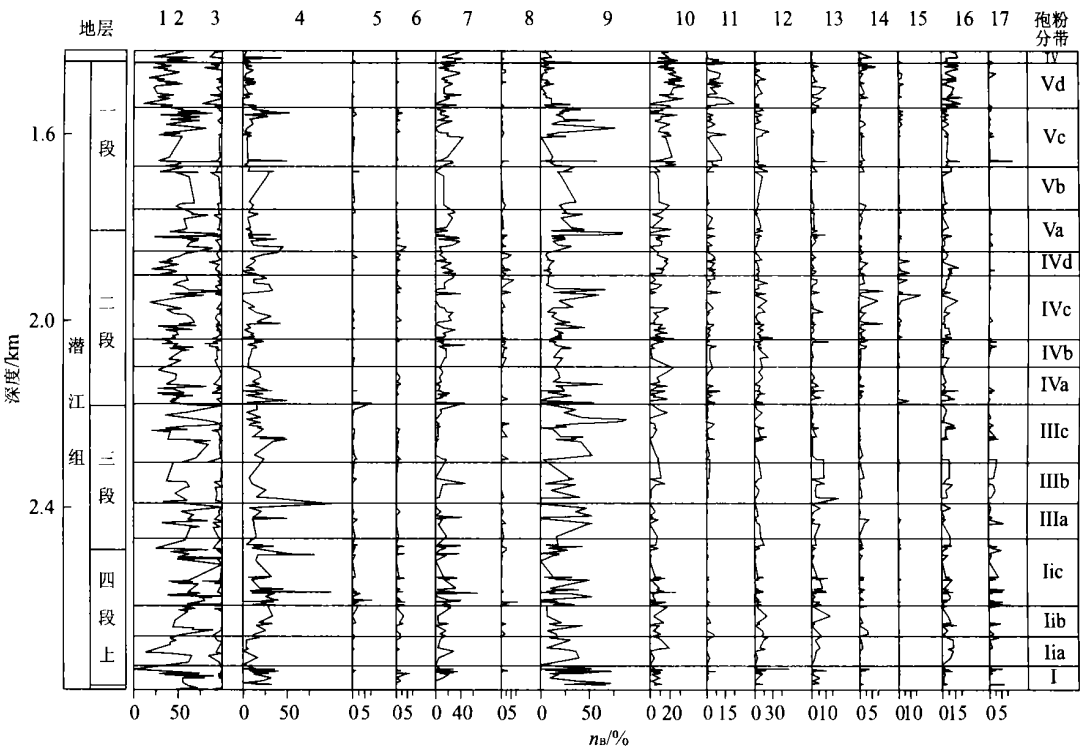


图 1 江汉盆地明钾 1 孔主要孢粉图式

Fig.1 Diagram showing main pollen types in Jianghan basin

1. Gymnospermae; 2. Angiospermae; 3. Pteridophyta; 4. *Pimuspollenites* + *Abietinaepollenites*; 5. *Keteleeriaepollenites* + *Podoarpidites*; 6. *Cedripites*; 7. *Taxodiaceapollenites*; 8. *Sabapollenites* + *Cycadopites*; 9. *Ephedripites*; 10. *Quercoidites*; 11. *Cupuliferapollenites*; 12. *Ulmipollenites*; 13. *Betulaceipollenites*; 14. *Euphorbiacites* + *Rhoipites*; 15. *Peltandripites* + *Santalumidites*; 16. *Nyssapollenites* + *Rutaceipollis*; 17. *Magnolipollis*

2 方法

“将今论古”是古环境分析的基本原理和方法。由于第三纪距今久远, 自然环境面貌及植被组成与现代相比均有较大的差异, 难以直接找到可供对比的参照类型, 给古环境重建带来一定的困难。然而, 由于物种变异相对于环境的变化来说其变幅和变率均较小, 因此, 可以依据化石花粉亲缘植物的生态位(又称生态龛)来重建古环境。

植物生态位是物种在生态系统中维持生存所必需的最小域值(阈值), 其分布区域的边缘往往是不清晰(渐变)的, 即植物生态位在客观上具有模糊性。再考虑到孢粉的鉴定精度一般只能到属, 有时甚至只能到科的实际情况, 这同样给古植被的认识带来了模糊性, 也增大了生态位确定中的模糊度。因此从客观上讲, 最好应用模糊数学的方法来建立模型。

该方法首先是依据现代植物的生态位知识, 应用模糊数学的方法建立各种化石花粉亲缘植物的生态位函数, 设某种植物(k)当其适宜度大于 50% 时,

适宜环境(温度或降水)指标的上、下限分别为 $Z_{1(k)}$, $Z_{2(k)}$ 时, 则第 k 种植物对任一环境指标 t 的适宜度为 $S(k, t)$, 即为第 k 种植物的生态位函数^[14]:

$$S(k, t) = \begin{cases} 1 - \frac{1}{2} \left(\frac{Z_{1(k)} + Z_{2(k)} - 2t}{Z_{2(k)} - Z_{1(k)}} \right)^\beta, & Z_{1(k)} \leq t \leq Z_{2(k)}; \\ S, & t < Z_{1(k)} \text{ 或 } Z_{2(k)} < t \text{ 且 } S > 0; \\ 0, & t < Z_{1(k)} \text{ 或 } Z_{2(k)} < t \text{ 且 } S \leq 0. \end{cases}$$

式中:

$$S = \begin{cases} 0.5 - \left(\frac{Z_{1(k)} - t}{Z_{2(k)} - Z_{1(k)}} \right)^\alpha, & t < Z_{1(k)}; \\ 0.5 - \left(\frac{t - Z_{2(k)}}{Z_{2(k)} - Z_{1(k)}} \right)^\alpha, & t > Z_{2(k)}. \end{cases}$$

其中, α , β 是待定系数。

由于化石样品(i)对任意环境指标 t 的适宜度(P)取决于各种孢粉亲缘植物的生态位函数在推估古环境中的重要性(a_k)及其在适宜温度环境下该种孢粉的最高含量(M_k). 从而可以建立样品适宜度的加权平均模型($P_{(i, t)}$).

$$P_{(i,t)} = \sum_{k=1}^n \left(\alpha_k S_{(k,t)} a_k / M_k \right) / \sum_{k=1}^n (\alpha_k a_k / M_k).$$

$P_{(i,t)}$ 可视为样品的孢粉植物群生态位. 因此, 在推估化石样品所反应的环境指标时, 很自然地想到 P 为最大值 $P_{\max}$ 时的环境指标, 及 P 为 $0.5 P_{\max}$ 时的环境指标. 前者代表性差, 后者数值幅度太大, 均不可取. 基于模型中有种种的模糊因素存在, 因此在古环境推估中应该考虑利用尽可能多的信息. 所以, 笔者采用赋权的方法给出一个环境指标区间 (上、下限) 来表示. 具体做法是, 首先对群落生态位计算 t 的加权平均值 t_1 ,

$$t_1 = \sum_{-40}^{40} \left(t P_{(i,t)} \right) / \sum_{-40}^{40} P_{(i,t)}.$$

然后对 t_1 的上、下邻域分别进行 t 的加权平均值计算, 取得:

$$t_{2下} = \sum_{-40}^{t_1} (t P_{(i,t)}) / \sum_{-40}^{t_1} P_{(i,t)};$$
$$t_{2上} = \sum_{t_1}^{40} (t P_{(i,t)}) / \sum_{t_1}^{40} P_{(i,t)}.$$

最后在 t_1 到 $t_{2下}$ 、 $t_{2上}$ 的邻域中重复上述计算, 直至上、下限温度差一般小于 $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时为止.

介于上、下限之间的环境指标均为可能的数值, 故称其为可能性环境指标. 可能性环境指标的上、下限差值与孢粉组合的分异程度有关. 孢粉组合的分异度越大则可能性环境指标的变幅越大, 表明植被没有达到顶极群落, 稳定性差, 环境仍在发展变化中.

该算法是在李钜章^[14] 研究基础上展开的. 本次计算选取环境指标为 1 月均温、7 月均温、年均温及年降水量 4 个参数.

3 数据处理

明钾 1 孔孢粉原始数据为 313 个样品 $\times$ 205 个孢粉类型. 经筛选后为 298 个样品 $\times$ 37 个孢粉类型. 孢粉类型及样品的筛选原则如下: 化石孢粉亲缘植物关系明确且含量较高或其生态意义重要的分子将其保留; 否则删除. 主要有常见的各种建群乔木植物花粉及灌木植物花粉. 草本植物花粉、蕨类孢子及形态属花粉均被删除. 在此基础上再对样品进行处理, 将化石孢粉组合单调的样品予以删除. 因其反映的仅为局地环境, 不具地带意义.

生态位函数的重要性 (a_k) 取决于该种植物在指示环境中的意义及其生态位参数的可信程度. 计算中, 取值为 0~1, 一般分 0.2, 0.5, 0.8, 1.0 四级. 适宜环境中孢粉的最高含量 (M_k) 取自孢粉文献 [1~12] 及孢粉同行的经验, 计算中, 一般分为 1.3, 0.8, 0.2, 0.05 等. 其代表花粉分别为松、栎、胡桃、紫树等.

化石孢粉亲缘植物的确定主要依据参考文献 [15]. 植物的生态参数主要取自于参考文献 [10, 16, 17] 等. 本计算及作图, 均在 Excel 界面下运行.

4 结果初析及讨论

计算结果表示于图 2, 表 1 及表 2 中. 图 2 表示了温度及降水量变化的上、下限, 并用 4 次滑动平均曲线反映其波动情况, 用 4 次多项式拟合表示变化趋势. 从图、表中可见研究井段内气候参数的变化特点如下: (1) 气温曲线显示, 上限一般波动不大, 下限波动大且呈下降趋势 (由孔底向上). 因此, 上、下限之间的差值呈增长势态. 其波动范围详见图 2, 表 1. (2) 气候曲线变化趋势显示了气温降低, 年降水量增加的过程. 其中以 1 月均温 (图 2a) 最为明显, 最大下降了 $8\text{ }^{\circ}\text{C}$, 年均温最大 (图 2c) 下降 $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, 7 月均温 (图 2b) 最大下降 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (表 1), 降温的深度位置约为 2 100 mm, 年降水量 (图 2e) 一般增加 400 mm (图 2). (3) 年较差 (图 2d) 取自 7 月均温与 1 月均温的差值. 其值表现出明显的增长趋势, 增值达 $4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 2). (4) 年降水量的变化表现出三高三低, 变幅近 500 mm. 每个样品点间降水量的变化幅度更大, 约为 100~1 700 mm, 形成强烈的干湿交替. 其中降水量小于 1 000 mm 的深度位置与麻黄粉含量升高相对应 (图 2f). (5) 对比气温与年降水量, 当降水量小于 1 000 mm 时其温度的数值一般高于趋势曲线数值, 为正偏差, 形成高温低湿的气候组合.

可能性气候指标的趋势值与现今气候相比, 始新世中期年均温与现今粤北赣南的情况相当^[13] (表 2), 1 月均温与粤北地区的情况相当, 7 月均温与湘粤西部山区的情况相当. 年较差相当于华南沿海地区的情况. 年降水量相当于湘赣地区的情况. 总之, 本区中期气候参数与现今北纬 $22^{\circ}\sim 26^{\circ}$ 的数值相接近, 为中—亚热带湿润半湿润气候. 从而可见当时的气候参数比现在偏南 $3^{\circ}\sim 9^{\circ}$ 纬度, 这与北京始新世植被偏南 $8^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 纬度^[18] 可以比较, 而本区变幅小, 可能与纬度比北京低 10° 有关, 晚期气候较前

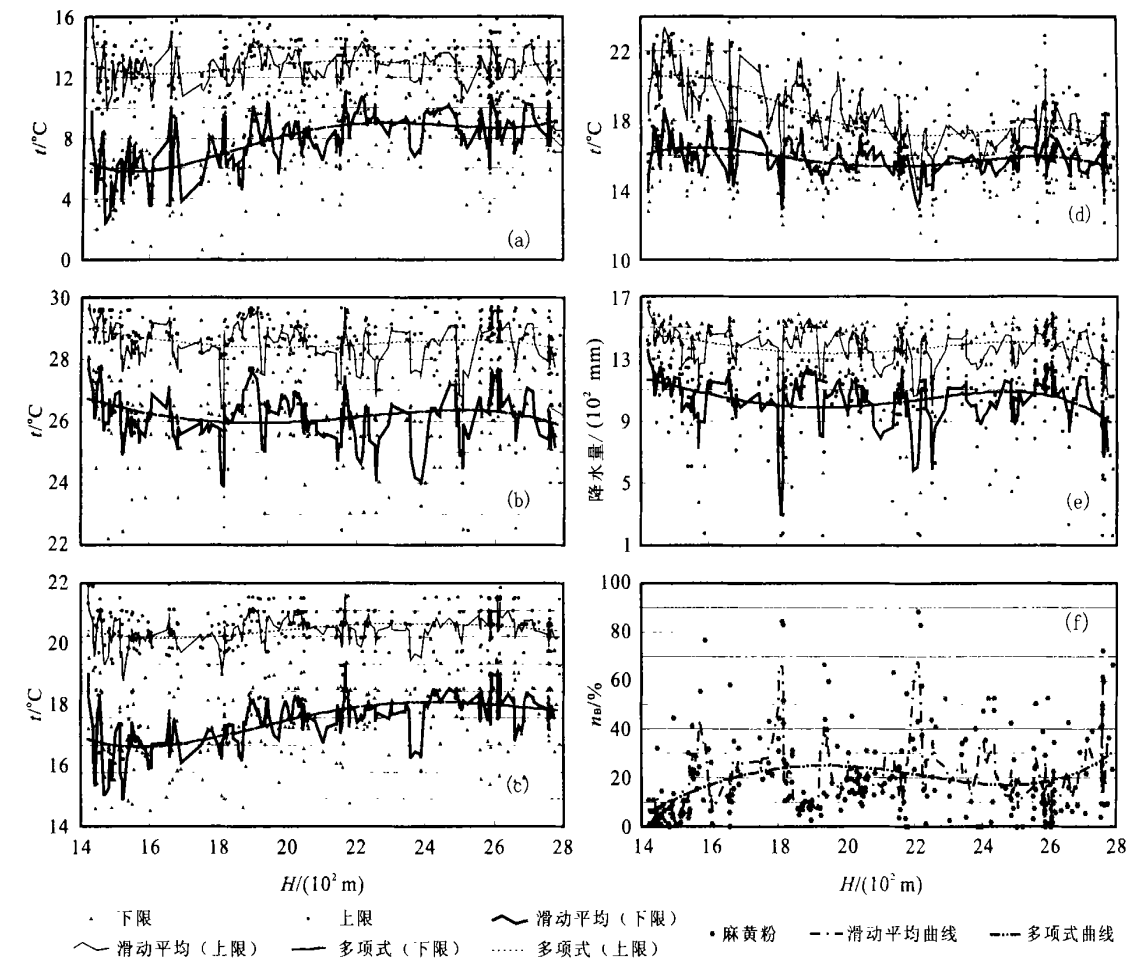


图 2 江汉盆地明钾 1 孔可能性气候变化

Fig. 2 Possible climate changes in core Mingjia 1 of Jiangnan basin

表 1 江汉盆地始新世中、晚期气候参数上、下限的一般变化幅度

Table 1 General changing range on upper and lower limits of middle-late Eocene climatic parameter in Jiangnan basin

气候参数	下限	上限
1 月均温/ °C	2. 5 ~ 10. 5	10 ~ 15
7 月均温/ °C	24 ~ 28	26. 3 ~ 30
年均温/ °C	15 ~ 20	19. 5 ~ 23
年较差/ °C	13 ~ 18. 5	14 ~ 23
年降水量/mm	300 ~ 1400	1 000 ~ 1 700

注: 数值取自滑动平均曲线

期低 2 ~ 4 °C, 相当于现今北纬 24° ~ 28° 处的数值, 其气候参数的相对纬度比现今南移了 3° ~ 7°, 为北一中亚热带气候. 始新世晚期的降温与海洋同位素揭示的降温接近^[19], 但本孔的降温幅度较小, 且后期有升温的迹象.

综上所述, 当时气候构型与现今截然不同, 具有

表 2 江汉盆地始新世中、晚期气候参数的一般变化幅度

Table 2 General changing range on middle-late Eocene climatic parameter in Jiangnan basin

气候参数	始新世晚期 (钻孔上段)	始新世中期 (钻孔下段)
1 月均温/ °C	5. 8 ~ 12	9 ~ 13
7 月均温/ °C	26 ~ 28. 4	26. 4 ~ 28. 6
年均温/ °C	17 ~ 21	18. 6 ~ 21. 5
年较差/ °C	16. 5 ~ 20. 5	15. 8 ~ 17. 5
年降水量/mm	1 100 ~ 1 450	1 050 ~ 1 400

注: 数值取自多项式拟合曲线.

气温高、年较差小、降水波动大的特点. 其 1 月均温远高于现今各气候带的数值, 表明冬季风尚未形成. 到晚期年较差虽有所增加, 最大值也仅为 16 ~ 20. 5 °C, 与现今粤北赣南的情况相当, 略显冬季风的影响.

气候参数重建的时空代表性实质是孢粉组合的代表性问题. 植物及孢粉组合在反映气候的变化方面有滞后现象, 已为人们所共识. 在研究千年尺度的

变化时,不能不予以考虑.但在讨论万年以上尺度的变化时,似乎可以忽略.大型湖盆沉积物中的孢粉来源于当时整个流域范围内的植物,孢粉组合与植物组成间有相似性.丰度高的植物在组合中花粉含量往往高,花粉产量高的植物及湖盆周边的植物在花粉组合中常常占有较大的份额.因此,可以粗略地评述:重建的气候参数反映了区域(古流域)内的气候特点,但受盆地周边气候的影响较大.故而前述气温数值对山区来说可能偏高,而对盆地来说可能有所偏低.降水则相反,对山区来说可能偏低,而对盆地来说可能有所偏高.麻黄粉与杉粉共存于同一孢粉组合中,也证实了这一点.现今湘西桃源县就有耐旱的麻黄及沙拐枣属(*Calligonum*)存在^[20],可是区域年降水量却在 1 400 mm 左右.本剖面麻黄粉堆积时干旱程度远胜过湘西、川西及云贵等地的干热河谷,其时,区域降水低于 1 000 mm 似乎尚可理解.

由此看来始新世江汉盆地盐类堆积时的自然环境为高山深盆^[12]的干热气候.与现今西风带内暖温带、温带干旱气候下的盐类堆积环境是不同的,高温下的强烈蒸发作用是本区盐类矿物沉积的主要原因,特别是 1 月份的高温有利于湖面蒸发作用的加强,形成盐类矿物的浓缩沉积.而强烈的干湿波动则能给湖盆带来充足的盐类补给,从而形成巨厚的膏盐矿藏.因此,从区域上来说,年降水量的平均状况(拟合的结果)并不一定很低,但具体到盆地部位,对某个时刻来说,降水量可以很低,一般可低于 300 mm,最低可少于 200 mm(图 2e).

该计算所获得的气候类型有别于现今各气候带和植被类型的气候特征,较为准确地反映了当时多种亚热带植物与少量热带、暖温带植物共生的环境特点.本研究显示,该方法的计算结果不受现代植被类型和气候类型的约束,能适应第三纪环境的重建.文中选用的气候数值均为拟合的结果,其值比实际的变化范围偏小,它们的差别有待进一步探讨.

5 结论

(1)江汉盆地始新世中期气候与现今北纬 22°~26°的数值相接近,偏南 3°~9°纬度,这与北京始新世植被偏南 8°~15°纬度^[19]可以比较.其气候特征与现在截然不同,具有气温高、年较差小、降水波动大的特点.表明当时冬季风作用尚不明显或(晚期)略显冬季风的影响.(2)始新世中晚期之间气温

明显下降^[12],主要表现为 1 月均温的降低,落叶乔木植物花粉的增多证实了这一点.始新世末(最晚期)气温有回升的迹象.(3)在高山深盆环境中,高温下的强烈蒸发作用可能是当时盐类矿物沉积的主要原因,年降水量波动强烈且偏低,有利于盐类的持续堆积,这与现今西风带内干旱气候下的盐类堆积环境不同.(4)采用生态位的方法重建第三纪古气候可以较好地刻画气候要素的组合情况.古今气候构型的差异,可能是造成第三纪植被组成与现今植被不同的重要原因之一.

研究中得到刘濂教授、李钜章教授、李文漪教授、王苏民教授、黄锡璇教授、孔昭宸教授、王大宁教授的指导,他们分别对植物生态位工作、模型建立及初稿提出宝贵的意见.郑卓教授提供华南孢粉资料,该研究一直得到吴锡浩教授的关心和支持.参加野外工作的还有张永生、蒙义峰、刘喜芳、郑宏瑞、程家柏、罗健、刘丹阳、魏乐军等同志,在此一并致谢.

参考文献:

[1] 孔昭宸,杜乃秋,张义君,等.句容宝华山山龙眼化石植物群发现及其气候学和植物学上的意义[J]. 第四纪研究, 1991, 4: 326—335.

KONG Z C, DU N Q, ZHANG Y J, et al. Discovery of *Helicia* fossil florule and sporo-pollen assemblage of Baohuashan in Jurong County and its climatic and botanic significance[J]. Quaternary Sciences, 1991, 4: 326—335.

[2] Birka H J B. Quaternary palaeoecology [M]. London: Edward Nold, 1980. 231—258.

[3] 李承森,王宇飞,孙启高.定量分析第三纪以来环境变化的新方法——特有种气候分析法[J]. 植物学报, 2001, 43(2): 217—220.

LI C S, WANG Y F, SUN Q G. Climate analysis of endemic species-anovel method for quantitative analysis of global climate change since Tertiary [J]. Acta Botanica Sinica, 2001, 43(2): 217—220.

[4] 沈才明,唐领余.青藏高原南部上新世花粉植物群及古气候[J]. 地层学杂志, 1992, 16(4): 264—269.

SHEN C M, TANG L Y. Quaternary palynoflora and palaeodimate in the southern Qinghai-Xizang plateau [J]. Journal of Stratigraphy, 1992, 16(4): 264—269.

[5] Guiot J P. A 12 000 year continental climate reconstruction from two European pollen records [J]. Nature, 1989, 338 (23): 209—313.

[6] 董国榜,吴锡浩,董琳,等.太白山最近 1 000 年的孢粉记录与古气候重建尝试[J]. 地质力学学报, 1998, 4(4):

- 58—63.
- TONG G B, WU X H, TONG L, et al. Spore-pollen records and tentative paleodimate reconstruction in Taibai mountain in the last 1 000 years [J]. *Journal of Geomechanics* 1998, 4(4): 58—63.
- [7] 中国第四纪孢粉数据库小组. 中国全新世(6 ka)和末次盛冰期(18 ka)生物群的重建[J]. *植物学报*, 2000, 42(11): 1201—1209.
- Members of China Quaternary Pollen Data Base. Pollen-based biome reconstruction at Middle Holocene (6 ka) and last glacial maximum (18 ka) in China [J]. *Acta Botanica Sinica*, 2000, 42(11): 1201—1209.
- [8] 宋长清, 孙湘君. 花粉—气候因子转换函数建立及其对古气候因子定量重建[J]. *植物学报*, 1997, 39(6): 554—560.
- SONG C Q, SUN X J. Establishment of transfer functions of the pollen-climatic factors in northern China and the quantitative climatic reconstruction at dj core [J]. *Acta Botanica Sinica*, 1997, 39(6): 554—560.
- [9] Webb R S, Anderson K H, Webb T. Pollen response-surface estimates of Late-Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States [J]. *Quat Res*, 1993, 40: 213—227.
- [10] 叶得泉, 钟麟春, 姚益民, 等. 中国油气区第三系(I)总论[M]. 北京: 石油工业出版社, 1993. 232—241.
- YE D Q, ZHONG X C, YAO Y M, et al. Tertiary in petroliferous regions of China (I), introduction [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993. 232—241.
- [11] 张师本, 沈后, 曲新国, 等. 中国油气区第三系(V)鄂豫皖油气区分册[M]. 北京: 石油工业出版社, 1993. 191—195.
- ZHANG S B, SHEN H, QU X G, et al. Tertiary in petroliferous regions of China (V): the Hubei-Henan-Anhui region [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993. 175—179.
- [12] 童国榜, 郑绵平, 袁鹤然, 等. 江汉盆地始新世中、晚期的孢粉合特征及其环境意义[M]. *地球学报*, 2001, 22(1): 73—78.
- TONG G B, ZHENG M P, YUAN H R, et al. A study of middle and late Eocene palynological assemblages in Jianghan basin and their environmental significance [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 2001, 22(1): 73—78.
- [13] 刘光明. 中国自然地理图集[M]. 第三版. 北京: 中国地图出版社, 1998. 37—112.
- LIU G M. Atlas of natural geography in China [M]. third edition. Beijing: China Cartographic Press, 1998. 37—112.
- [14] 李钜章. 现代地学数学模拟[M]. 北京: 气象出版社, 1994. 124—126.
- LI J Z. Mathematical analogue on modern earth science [M]. Beijing: Meteorological Press, 1994. 124—126.
- [15] 宋之琛. 中国孢粉化石[M]. 第一卷. 北京: 科学出版社, 1999. 59—740.
- SONG Z C. Fossil spores and pollen of China [M]. Vol. 1. Beijing: Science Press, 1999. 59—740.
- [16] 罗伦德. 重庆嘉陵江一级阶地孢粉分析及其晚全新世古气候的变化[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1989, 9(4): 69—85.
- LUO L D. Sporopollen analysis to one-step terrace of the Jialingjiang River in Chongqing city and its palaeodimatic development during Late Holocene [J]. *Marino Geology & Quaternary Geology*, 1989, 9(4): 69—85.
- [17] 吴锡浩, 钱方, 兰朝玉. 北京延庆盆地早更新世古气候重建[A]. 见: 刘东生, 黄土、第四纪地质、全球变化[C]. 第一集. 北京: 科学出版社, 1990. 47—61.
- WU X H, QIAN F, LAN C Y. Paleoclimatic reconstruction during the Early Pleistocene in the Yanqing basin, Beijing, China [A]. In: LIU D S, ed. Loess, Quaternary Geology and Global Change [C]. Part I. Beijing: Science Press, 1990. 47—61.
- [18] 孔昭宸, 杜乃秋, 席以珍. 北京一亿多年来植物群的发展和古气候的变迁[J]. *植物分类学报*, 1976, 14(1): 79—89.
- KONG Z C, DU N Q, XI Y Z, et al. Vegetational and climatic changes in Peking during the past one hundred million years [J]. *Acta Phytotaxonomica Sinica*, 1976, 14(1): 79—89.
- [19] 弗雷克斯 L A. 地质时代的气候[M]. 赵希涛, 甄勇毅, 李文范, 译. 北京: 海洋出版社, 1984. 232—262.
- Frakes L A. Climates throughout geologic time [M]. Translated by ZHAO X T, ZHEN Y Y, LI W F. Beijing: China Ocean Press, 1984. 232—262.
- [20] 黄赐璇, Pierre C. 我国东部花粉雨初探[J]. *地理研究*, 2001, 20(1): 24—30.
- HUANG C X, Pierre C. A tentative study of pollen rain in eastern China [J]. *Geographical Research*, 2001, 20(1): 24—30.

Primary Study on Quantitative Reconstruction of Middle-Late Eocene Climate in Jiangnan Basin

TONG Guo-bang^{1, 2}, LIU Zhi-ming¹, ZHENG Mian-ping^{3, 4}, YUAN He-ran³, LIU Jun-ying³,
WANG Wei-ming⁵, LI Yue-cong⁶

(1. *Institute of Hydrogeology and Environment Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Zhengding 508103, China*; 2. *Open Laboratory of Saline Lake Resources and Environment, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 3. *Institute of Mineral and Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 4. *R & D Center of Saline Lake and Epithermal Deposit, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 5. *Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China*; 6. *Institute of Hebei Cultural Relics, Shijiazhuang 050031, China*)

Abstract: This paper reports our primary effort in quantitatively reconstructing paleoclimate based on the niche of the affinity parent plants in the stratigraphic pollen record. Eocene pollen data come from our former study on the core Mingjia 1 in the Jiangnan basin. The changing trend in the parameter curve of climate shows that the middle Eocene climate in the Jiangnan basin is more or less comparable with that of the present 22°–26°N, reflecting a humid, semi-humid central-southern subtropical climate. The annual temperature then declined 1–4 °C lower at the late Eocene, approximately equal to the present 23°–28°N of northern-central subtropical climate. However, the climate composite at that time was different from the present one, and was characterized by higher temperature, small annual range, and big fluctuation in precipitation. The January average temperature in the middle Eocene was 5–9 °C higher than that of today, indicating that there was no winter monsoon influence in the middle Eocene, though it may have partly happened in late Eocene. Major temperature decline is recognized at depth 2 100 m of the core, as was indicated by the decline in January average temperature and an increase in annual range. It is also indicated by the increase of the deciduous broad-leaved types in the pollen assemblage. The sharp fluctuation in the annual precipitation, raging from 300 to 1 700 mm, was favorable for the migration and accumulation of salty deposits. When the precipitation was lower than 1 000 mm, ephedra shrub increased, which happened in the same depth with the salty deposit. It is deduced that the dry and hot environment in the high mountain and deep basin could have been the main reason for the formation of the salty deposit in the core. The annual precipitation was not very lower at that time, and this is different from the present salty deposit in Northwest China.

Kew words: Quantitative reconstruction of paleoclimate; annual range; niche function; fuzzy mathematics; Eocene; Jiangnan basin.